

VERS UN REFROIDISSEMENT DE L'EUROPE ?

Un effet de serre accru pourrait ralentir la circulation océanique

**JEAN-CLAUDE
DUPLESSY**

est directeur de recherche au CNRS. Il travaille au Centre des faibles radioactivités, laboratoire mixte du CNRS et du CEA consacré à l'étude de la planète Terre.

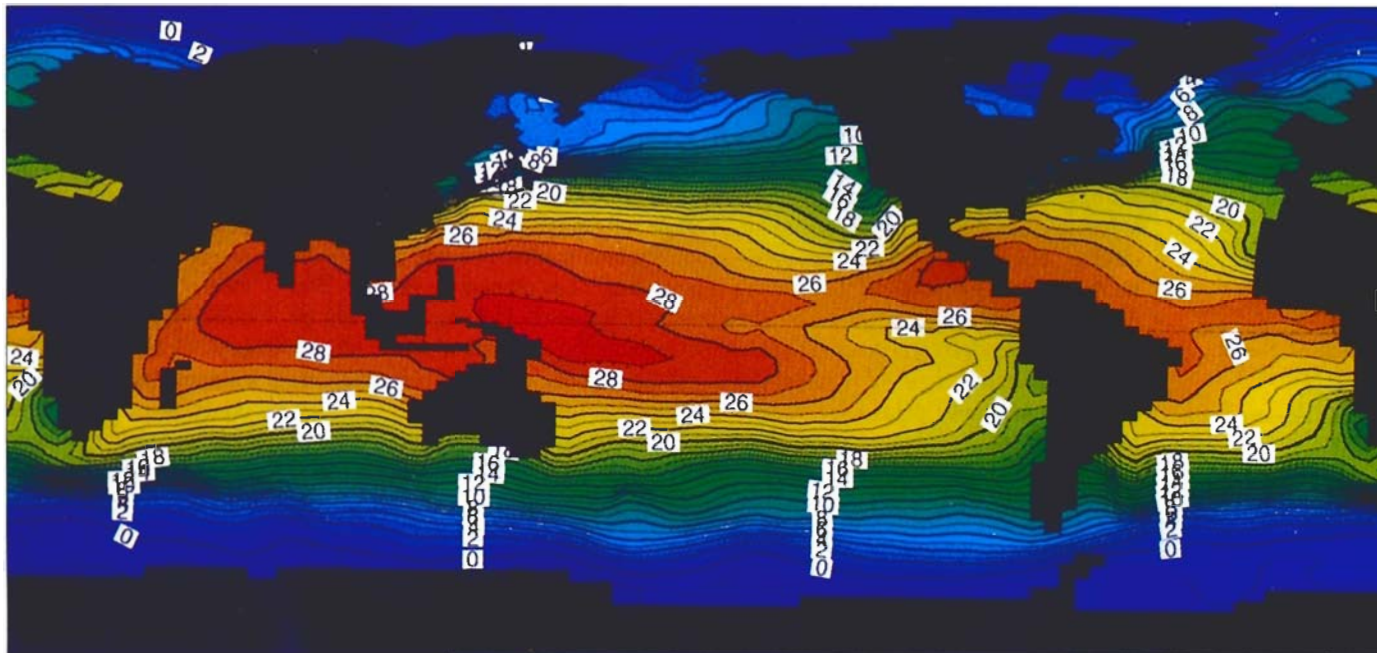


Figure 1. La carte des températures moyennes annuelles des eaux de surface de l'océan mondial montre la relative chaleur dont bénéficie la partie orientale de l'océan Atlantique nord.

Les eaux profondes océaniques suivent un circuit bien identifié autour de la planète — parcouru en près de deux mille ans. L'analyse isotopique d'organismes marins fossiles a montré que la vitesse de ce flux avait varié dans le passé, et qu'un ralentissement se traduisait par le refroidissement des régions auxquelles l'océan apporte de la chaleur. Or l'augmentation des pluies induite par le changement climatique qui est probablement en train de se produire pourrait ralentir cette circulation et, du coup, refroidir le climat européen.

L'océan est généralement considéré comme un régulateur du climat. En été, l'eau de mer absorbe le rayonnement solaire intense, mais s'échauffe peu en raison de sa forte capacité calorifique. En hiver, elle restitue la chaleur emmagasinée pendant l'été, de sorte que l'océan joue le rôle d'un gigantesque volant thermique qui atténue l'amplitude des variations saisonnières de la température des zones côtières. En outre, les eaux superficielles qui baignent les côtes françaises

proviennent de l'océan Atlantique subtropical et leur température reste généralement comprise entre 10 °C et 20 °C, ce qui assure des conditions tempérées à la Bretagne. En revanche, c'est un courant d'eau froide, venant de l'océan Glacial Arctique qui s'écoule le long du Groenland et contribue à y maintenir un climat rigoureux, même pendant l'été.

Une carte de la température moyenne annuelle des eaux superficielles de l'océan mondial (fig. 1) montre que l'Atlantique nord présente des caractéristiques particulières : dans la bande de latitude 50° N-60° N, les températures sont en moyenne plus élevées que dans le Pacifique, avec une forte dissymétrie est-ouest : les eaux baignant les côtes norvégiennes sont beaucoup plus chaudes que celles des mers du Groenland ou du Labrador.

Cette situation exceptionnelle a une cause simple : l'Atlantique est le seul océan dans lequel un courant transporte les eaux chaudes et salées de la zone tropicale vers les hautes latitudes. Ce courant est appelé Dérive nord-atlantique ; il prolonge le Gulf Stream, courant très chaud et très salé qui prend naissance au large de la Floride. En moyenne, chaque seconde, ce sont près de vingt millions de mètres cubes d'eaux superficielles dont la tempé-

ture est supérieure à 10 °C qui sont amenées dans les mers nordiques où elles se refroidissent, libérant dans l'atmosphère la chaleur qu'elles transportent. Comme les vents d'ouest dominent, cette chaleur bénéficie surtout à la Scandinavie et à l'Europe occidentale dont le climat est beaucoup plus doux que celui de l'Amérique du Nord.

Les mesures à la mer effectuées par les océanographes ont montré que la Dérive nord-atlantique fait partie d'une gigantesque boucle qui affecte l'océan mondial. Pendant les grandes tempêtes hivernales, les eaux salées qui ont gagné la mer de Norvège deviennent si froides que leur densité atteint la valeur des eaux présentes dans les abysses, ce qui génère de grands mouvements de convection. Le résultat net de ce processus est la production d'eau dense qui envahit les profondeurs du bassin norvégien avant de gagner l'océan Atlantique nord. Cette eau circule ensuite à une profondeur d'environ trois kilomètres le long du continent américain. Elle vient buter contre le talus continental et les eaux très denses qui tapissent le fond du bassin antarctique, et remonte donc vers la surface. Là, la formation de glace de mer pendant l'hiver austral augmente la teneur en sel de l'eau superficielle et

... donc sa densité, ce qui permet sa plongée jusqu'au fond. Cette eau, la plus dense du monde, dévale le talus antarctique et se répand dans tous les bassins de l'océan mondial. C'est ainsi qu'on retrouve la trace de l'eau profonde nord-atlantique, très diluée évidemment, jusque dans le Pacifique nord.

L'eau présente dans les abysses diffuse lentement vers la surface. Lorsqu'elle atteint la zone superficielle, elle

marqué au carbone 14 (^{14}C), isotope radioactif produit naturellement dans la haute atmosphère et présent dans le gaz carbonique de l'air ou dans les bicarbonates de l'eau de mer. Il est entraîné dans l'océan profond avec les eaux qui ont plongé. La quantité de ^{14}C décroît du fait de sa radioactivité. On observe ainsi que la teneur en ^{14}C diminue le long des lignes de courant, ce qui permet de chronométrer le tapis rou-

^{14}C des foraminifères planctoniques (vivant dans les eaux de surface) et benthiques de l'océan Pacifique a fait apparaître que le tapis roulant circulait moins vite et qu'il fallait deux mille ans à l'eau qui plongeait dans l'Atlantique Nord pour gagner le Pacifique.

Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau de mer constitue un second outil qui permet aux géochimistes d'évaluer la salinité (voir l'encadré « Le cycle de l'eau et de

Figure 2.

Schéma de la circulation générale de l'océan mondial. Les eaux superficielles, froides et salées, plongent dans l'océan Atlantique Nord d'où elles envahissent l'ensemble des bassins profonds de tous les océans, y apportant les gaz atmosphériques dissous et notamment l'oxygène indispensable à la vie benthique.



est reprise par les courants marins bien connus des navigateurs. L'eau du Pacifique passe soit dans l'océan Austral où elle est entraînée par le courant circumpolaire antarctique, soit dans l'océan Arctique via le détroit de Béring, soit enfin dans l'océan Indien en se faufilant entre les îles indonésiennes. De là, le courant équatorial les amène le long des côtes africaines où le courant des Aiguilles les transporte jusqu'au cap de Bonne-Espérance et dans l'océan Atlantique. Ces eaux superficielles sont progressivement ramenées dans la zone tropicale où elles contribuent au Gulf Stream qui se prolonge par la Dérive nord-atlantique. Et le cycle est bouclé.

En schématisant à l'extrême, la circulation générale de l'océan peut être représentée par un gigantesque tapis roulant comprenant une branche profonde circulant de l'océan Atlantique nord vers les océans Indien et Pacifique, tandis qu'une branche superficielle ramène les eaux chaudes vers l'Atlantique nord (fig. 2). Les eaux qui plongent en mer de Norvège sont riches en gaz atmosphériques dissous, notamment l'oxygène et le gaz carbonique. Elles sont les principales responsables de la ventilation et de la vie dans le milieu abyssal. Le gaz carbonique est

lant : il faut environ quinze cents ans à l'eau qui a plongé en mer de Norvège pour atteindre le Pacifique nord.

Voici onze mille ans, la température moyenne a chuté en France de dix degrés en un siècle

Les géochimistes ont développé les outils qui permettent de reconstituer les changements de la circulation générale de l'océan dans le passé. En effet, les variations du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du gaz carbonique dissous dans les eaux profondes permettent de suivre leur écoulement (voir l'encadré « Le cycle océanique du carbone et de ses isotopes »). Celles-ci sont enregistrées dans le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de la coquille calcaire des foraminifères benthiques, animaux microscopiques qui vivent sur la vase à toute profondeur. L'analyse des foraminifères benthiques ayant vécu pendant le paroxysme de la dernière période glaciaire (il y a environ 20 000 ans) dans les différents bassins de l'océan mondial a montré que les eaux profondes nord-atlantiques plongeaient alors moins profondément qu'aujourd'hui⁽¹⁾. La comparaison des teneurs en

ses isotopes ». La teneur en oxygène 18 (^{18}O) des eaux superficielles est enregistrée dans le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la coquille calcaire des foraminifères planctoniques fossiles présents dans les sédiments marins. Leur analyse a permis de reconstituer la salinité des eaux superficielles de l'océan Atlantique nord pendant le dernier maximum glaciaire (fig. 3). Elle a permis de comprendre pourquoi le tapis roulant océanique circulait lentement : la salinité des eaux de surface était faible et il était plus difficile de fabriquer des eaux denses, capables de plonger pendant le refroidissement hivernal⁽²⁾.

Les reconstitutions paléo-océanographiques ont montré qu'au cours des 150 000 dernières années la Terre a connu une période interglaciaire un peu plus chaude qu'aujourd'hui et une glaciation qui a été particulièrement marquée pendant l'intervalle - 60 000 ans à - 15 000 ans. Pendant toute cette période, chaque fois que des quantités importantes d'eau douce ont été déversées dans les hautes latitudes de l'océan Atlantique, la circulation océanique a ralenti et les apports de chaleur sur l'Europe ont été moindres.

Le système climatique est d'une très grande complexité et l'observation des seules conditions actuelles ne permet

(1) J.-C. Duplessy et al., *Palaeoceanography*, 3, 343, 1988.

(2) J.-C. Duplessy et al., *Oceanologica Acta*, 14, 311, 1991 ; L.D. Labeyrie et al., *Quaternary Science Reviews*, 11, 401, 1992.

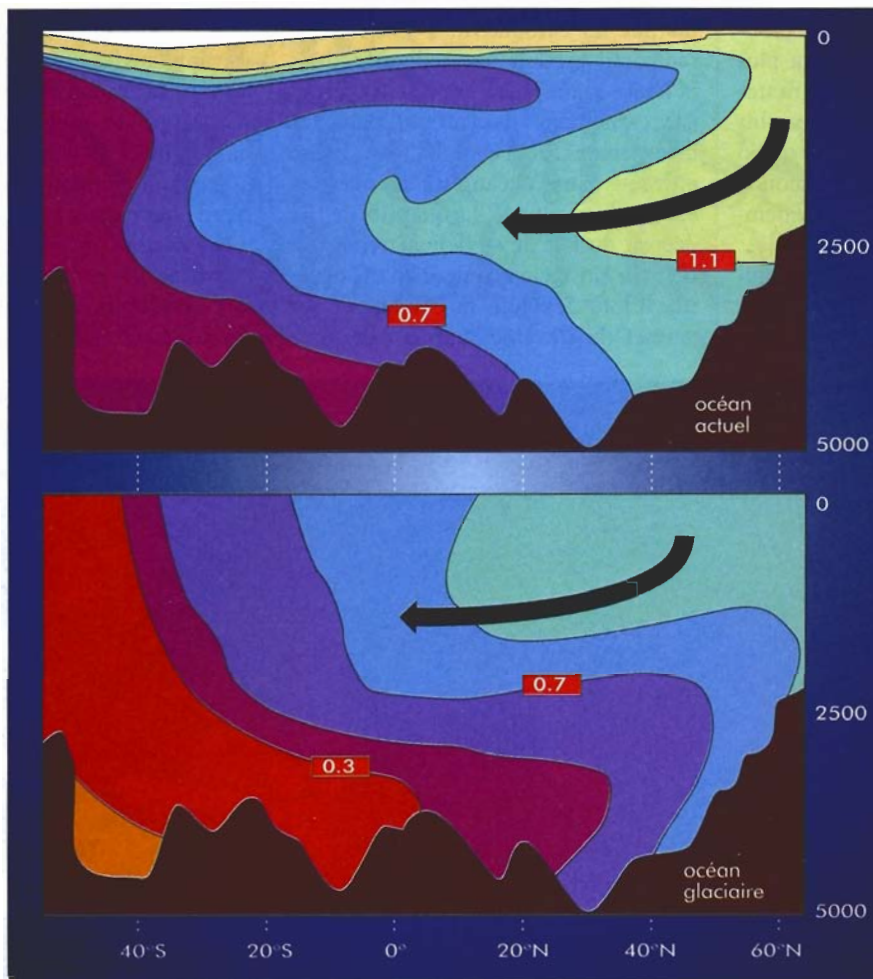


Figure 3. Cette section nord-sud de l'Atlantique montre les variations du rapport des isotopes $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du gaz carbonique dissous. Les valeurs les plus élevées correspondent aux masses d'eau les plus riches en ^{13}C . Les flèches indiquent la direction du courant issu des hautes latitudes. Le schéma du haut présente les mesures effectuées récemment sur des échantillons d'eau de mer, celui du bas la reconstitution obtenue pour le dernier maximum glaciaire. Lors de celui-ci, le bassin profond de l'Atlantique était envahi d'eau pauvre en ^{13}C .

... pas d'en découvrir toutes les facettes. En particulier, des modes d'apport d'eau douce autres que le ruissellement ou les pluies et susceptibles de perturber complètement le climat ont été découverts par l'étude des climats anciens.

En 1988, un géologue allemand, Hartmut Heinrich, a eu son attention attirée par l'existence dans les sédiments atlantiques de plusieurs couches sombres, épaisses de quelques centimètres. Leur analyse a montré qu'elles étaient surtout constituées de débris de roches continentales qui, en raison de leur poids, ne pouvaient avoir été transportés que par des icebergs. L'équipe de paléoclimatologie du Lamont Doherty Earth Observatory de New York et celle du Centre des faibles radioactivités de Gif-sur-Yvette ont montré en 1992 que ces dépôts couvraient la quasi-totalité de l'océan Atlantique au nord des Açores et qu'ils correspondaient à des événements bien définis de débâcles massives d'icebergs relâchés par les glaciers canadiens ou nord-européens et connus sous le nom d'« événements de Heinrich ».

Les calottes glaciaires qui recou-

vraient les continents de l'hémisphère nord n'étaient pas très stables et, tous les sept à dix mille ans, la glace qui bordait l'océan Atlantique glissait dans la mer, provoquant une montée des eaux de plusieurs mètres en quelques siècles. La composition isotopique des rares foraminifères trouvés dans les sédiments de cette époque présente des rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ très faibles, ce qui indique que les icebergs constitués de glace très pauvre en ^{18}O fondaient pendant l'été, provoquant une diminution importante de la salinité des eaux superficielles⁽³⁾, un ralentissement de la circulation océanique et un renforcement du froid sur l'ensemble de la planète : il a été sensible en Europe, mais aussi en Floride où la végétation tropicale a été remplacée par une forêt de pins, et en Asie qui était balayée par les vents glacés de nord-est pendant l'hiver. Dès que les apports d'icebergs cessaient, le tapis roulant océanique reprenait un rythme plus soutenu et des conditions moins défavorables revenaient, même si la présence des glaciers qui s'étaient maintenus empêchait l'établissement de conditions aussi clémentes qu'aujourd'hui.

Le dernier événement d'Heinrich date d'environ 15 000 ans. Toutefois, l'hémisphère nord a connu un fort coup de froid il y a environ 11 000 ans, alors que les glaciers fondaient et que notre planète passait vers les conditions chaudes actuelles en réponse à l'augmentation de l'insolation d'été sur l'hé-

LE CYCLE OCÉANIQUE DU CARBONE ET DE SES ISOTOPES

Le carbone naturel est un mélange de trois isotopes : ^{12}C , ^{13}C et ^{14}C . Les deux premiers sont stables et leurs abondances respectives sont d'environ 99% et 1%. L'isotope le plus lourd, ^{14}C , produit dans la haute atmosphère sous l'effet du rayonnement cosmique, est radioactif et très peu abondant ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C} \leq 10^{-12}$). Ces trois isotopes sont présents dans le gaz carbonique dissous dans l'eau de mer.

Lorsque les eaux superficielles plongent dans les abysses, elles entraînent les gaz qu'elles avaient dissous et s'isolent de l'atmosphère. Cependant elles reçoivent de fines particules organiques, fabriquées dans les eaux superficielles par le plancton : en présence de lumière, les algues microscopiques effectuent la photosynthèse et transforment le gaz carbonique dissous en matière organique. Celle-ci est ensuite ingérée par le zooplancton et participe à l'ensemble de la chaîne alimentaire. Le zooplancton rejette ses déchets organiques sous forme de pelotes fécales dont la taille peut atteindre le millimètre. Ces particules lourdes tombent dans la colonne d'eau et sont attaquées par les bactéries qui

consommant l'oxygène dissous dans les eaux profondes et y relâchent du gaz carbonique. Les eaux profondes reçoivent cette pluie de particules dès qu'elles ont plongé et en sont d'autant plus affectées qu'elles ont séjourné longtemps en profondeur. Aussi leur teneur en oxygène dissous diminue-t-elle progressivement de l'Atlantique Nord au Pacifique Nord. Cette combustion lente des matières organiques marines relâche du gaz carbonique dont la teneur augmente au fur et à mesure que l'oxygène dissous est consommé.

Ces réactions chimiques s'accompagnent de modifications importantes du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, parce que le plancton absorbe préférentiellement le ^{12}C au cours des réactions de photosynthèse. Le gaz carbonique produit en profondeur par oxydation des pelotes fécales est donc lui aussi riche en ^{12}C et le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du gaz carbonique dissous dans les eaux profondes décroît en suivant les lignes de courant, de la mer de Norvège où plongent les eaux de surface jusque dans le Pacifique, terme ultime du trajet de la circulation océanique profonde.

... misphère nord associée au cycle calculé par Milutin Milankovitch au début du siècle.

Ce coup de froid inattendu est appelé « *Dryas Récent* ». En moins de cent ans, les températures moyennes annuelles ont chuté d'une dizaine de degrés sur la France ainsi qu'au large de la Bretagne ou du Portugal. Le refroidissement a également affecté le Groenland et le nord de l'océan Pacifique, tandis que la sécheresse sévissait en Afrique. Les sédiments de l'Atlantique nord ont bien enregistré la baisse des températures, mais ils ne contiennent pas de quantité significative de débris transportés par les icebergs. En revanche, ils contiennent des cendres relâchées par un volcan islandais. Le volcanisme, dont l'effet sur le climat est temporaire, ne peut être responsable de ce coup de froid qui a duré près d'un millénaire.

Le talon d'Achille de la circulation océanique ? La sensibilité aux apports d'eau douce dans l'Atlantique

La présence de cendres dispersées sur tout l'Atlantique nord témoigne de l'existence de glaces dérivantes, déversées massivement dans la mer du Groenland et l'océan Atlantique nord par l'océan Glacial Arctique. La production accrue de glace de mer dans cet océan est vraisemblablement liée à l'augmentation de débit de la rivière Mackenzie dont le bassin d'alimentation recevait davantage de pluie et qui, de surcroît, venait de capter les eaux de fonte de la calotte glaciaire canadienne. En outre, la mer dont le niveau montait, venait juste d'envahir le vaste plateau continental qui ceinture l'océan Glacial Arctique et qui constitue une zone favorable à la production de glace de mer. Expulsées de l'océan Arctique au travers du détroit de Fram, ces glaces ont provoqué en fondant une forte baisse des salinités, un ralentissement du rythme de plongée des eaux superficielles de l'océan Atlantique nord et du tapis roulant océanique, avec pour conséquence une diminution sensible de l'apport de chaleur sur l'Europe.

Les études paléoclimatiques confirment bien que les conditions clémentes régnant actuellement sur l'Europe occidentale dépendent étroitement du transport de chaleur par les courants marins et que la circulation générale de l'océan est extrêmement sensible aux variations des apports d'eau douce sur

l'Atlantique Nord. Cette sensibilité constitue le talon d'Achille du tapis roulant océanique.

Le climat de notre planète est en train de changer. Les mesures effectuées dans les stations du réseau météorologique mondial montrent que la Terre se réchauffe depuis le début du vingtième siècle⁽⁴⁾. L'augmentation des températures est particulièrement sensible depuis une dizaine d'années et beaucoup de climatologues pensent que les hommes en sont, au moins en partie, responsables. En effet, les activités industrielles et agricoles ont provoqué l'augmentation de la teneur en gaz car-

ensuite parce qu'il est encore très mal connu en raison de la médiocrité et du faible nombre d'observations en milieu océanique. C'est un phénomène d'observation courante qu'il pleut beaucoup plus au-dessus des îles montagneuses sur lesquelles butent les masses d'air humide que sur l'océan lui-même. Les enregistrements obtenus dans les stations météorologiques installées dans les îles ne permettent donc pas de mettre en évidence un changement dans la quantité moyenne de pluie au dessus de l'Atlantique nord.

On peut en revanche faire appel aux modèles climatiques. Une expérience



Figure 4. Trajet de la « Grande Anomalie de salinité » de 1965 à 1981.

De grandes quantités de glace provenant de l'océan Arctique ont été entraînées en mer du Groenland, produisant une masse d'eau peu salée, transportée ensuite par le courant du Labrador. Après un voyage de quinze ans, la Dérive nord-atlantique l'a ramenée dans les mers nordiques où, diluée, elle a disparu.

bonique de l'atmosphère qui est passée de 280 ppm (1 ppm, ou partie par million, représente ici $1 \text{ cm}^3/\text{m}^3$) à l'époque de Louis XIV à 360 ppm aujourd'hui. Elles ont nettement accru les teneurs en méthane, oxydes d'azote, composés organo-fluorés gazeux et poussières (aérosols soufrés et carbonés). Tous ces gaz contribuent à augmenter l'effet de serre de la planète et à réchauffer la basse atmosphère, tandis que les aérosols ont l'effet inverse.

Il est cependant bien difficile de prédire comment le cycle hydrologique sera perturbé. D'abord parce qu'il présente une variabilité considérable,

numérique a récemment été conduite par Syukuro Manabe et Ronald Stouffer du Geophysical Fluid Dynamics Laboratory de Princeton. En couplant un modèle de circulation générale de l'atmosphère à un modèle de circulation océanique, ils ont simulé comment évolueraient l'atmosphère et l'océan en cas d'accroissement de la concentration en gaz carbonique de l'atmosphère⁽⁵⁾.

Dans un premier temps, ces deux chercheurs ont vérifié la stabilité du climat décrit par leur modèle. Ils ont ensuite simulé l'évolution climatique associée à un accroissement de 1 % par an de la concentration en gaz carbonique jusqu'à ce que cette concentration ait doublé par rapport à sa valeur d'origine. Le doublement est atteint au bout de quatre-vingts ans. La circulation océanique ralentit pendant environ cent cinquante ans, puis revient à sa valeur d'origine alors que la teneur en gaz carbonique de l'air reste constante. Le tapis roulant océanique a été d'abord ralenti en raison d'un accroissement des apports d'eau douce dans l'Atlantique

(3) G. Bond et al., *Nature*, 360, 245, 1992.

(4) J.T. Houghton (éd.), *Climatic Change 1995*, Cambridge University Press, 1996.

(5) S. Manabe et R.J. Stouffer, *Nature*, 364, 215, 1993.

LE CYCLE DE L'EAU ET DE SES ISOTOPES

L'oxygène est un mélange de plusieurs isotopes stables dont deux sont importants : ^{16}O (>99 %) et ^{18}O (0,2 %). On les retrouve dans tous les composés oxygénés naturels, notamment l'eau et les carbonates. Lorsque l'eau de mer s'évapore, la molécule H_2^{16}O légère passe plus rapidement dans la phase vapeur que la molécule lourde H_2^{18}O , de sorte que le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la vapeur atmosphérique est inférieur de 10 ‰ à celui de l'eau de mer dont elle provient. Au moment des premières pluies, en région tropicale, ce sont les molécules lourdes qui se condensent préférentiellement. Les nuages qui gagnent les latitudes tempérées, puis polaires, sont donc de plus en plus pauvres en ^{18}O . A Paris, le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des pluies est inférieur de 7 ‰ à celui de l'eau de mer. Cet appauvrissement atteint 15 ‰ en mer du Groenland et 35 ‰ en plein cœur de la calotte glaciaire groenlandaise où les précipitations neigeuses proviennent des traces ultimes de la vapeur d'eau atmosphérique. La condensation de la vapeur d'eau se produisant lorsque le nuage se refroidit, on observe expérimentalement que le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des précipitations est d'autant plus faible que la température de l'air est basse.

En conséquence, les eaux douces qui se déversent dans l'océan de haute latitude (pluies, apport des fleuves) sont pauvres en ^{18}O . Elles provoquent simultanément une baisse de la salinité de l'eau de mer et une diminution de son rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. A l'inverse, dans la zone tropicale où l'évaporation domine, c'est de l'eau pauvre en ^{18}O qui s'évapore et passe dans l'atmosphère. La salinité des eaux de surface y est donc élevée, tout comme leur rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. En bilan net, les eaux superficielles de l'océan sont d'autant plus riches en ^{18}O qu'elles sont plus salées et on peut calculer leur salinité lorsqu'on connaît leur rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

nord. Au cours des siècles suivants le système climatique du modèle a réagi et après cinq siècles l'océan s'est réchauffé en profondeur de sorte que la barrière de densité séparant les eaux superficielles des eaux profondes est devenue moins grande et que la circulation océanique s'est rétablie.

Si l'accroissement des teneurs en gaz carbonique est poursuivi jusqu'à ce qu'elles se stabilisent à quatre fois la concentration initiale, le ralentissement de la circulation océanique devient considérable et elle ne se rétablit plus lorsque cessent les injections de gaz carbonique. La Terre s'est alors réchauffée en moyenne de 7 °C, l'Europe de 8 °C et l'Amérique du Nord

de plus de 12 °C. Le faible réchauffement sur l'Europe occidentale s'explique par l'extrême ralentissement du tapis roulant océanique et la diminution des apports de chaleur. Celle-ci s'accompagnerait d'une forte baisse de la ventilation de l'océan profond au point qu'il n'y aurait plus d'oxygène pour assurer la respiration des animaux dans les profondeurs abyssales du Pacifique nord.

« Le Petit Âge glaciaire » de Louis XIV est probablement attribuable à un caprice de l'océan

Une telle expérience n'a pas valeur de prédiction en raison des imperfections des modèles climatiques. Elle illustre cependant l'extrême sensibilité de la circulation océanique aux apports d'eau douce dans les hautes latitudes, comme l'étude des climats anciens l'avait mise en évidence. Certes, nous ne risquons pas une débâcle massive d'icebergs dans l'Atlantique nord, puisque les calottes glaciaires européennes et américaines ont disparu et que le Groenland semble assez stable du fait de l'existence de chaînes de montagne qui bloquent la glace. Cependant, nous ne sommes pas à l'abri d'un accroissement sensible des précipitations sur les hautes latitudes de l'hémisphère nord ou d'une débâcle des glaces qui recouvrent l'océan Arctique.

Plusieurs observations paléoclimatiques montrent en effet que les modifications de la circulation océanique qui en résulteraient pourraient entraîner un refroidissement rapide de l'Europe occidentale. Le Dryas Récent, nous l'avons vu, est un exemple typique dans lequel une injection massive de glace depuis l'océan Arctique peut déstabiliser le climat de l'hémisphère nord, et peut-être même de l'ensemble de la planète. Il est probable que dans ce cas, la quantité d'eau douce injectée dans l'océan Arctique a été particulièrement forte en raison de la coïncidence entre une période de pluies intenses sur le Canada et la capture par la rivière Mackenzie d'un lac qui collectait l'eau de fonte des calottes glaciaires voisines.

Beaucoup plus récemment, dans les années 1965-1976, le climat de la Terre a connu une évolution curieuse au cours de laquelle le réchauffement de la planète était surtout marqué dans l'hémisphère Sud, alors qu'une grande partie de l'hémisphère nord subissait un refroidissement, notamment dans l'At-

lantique⁽⁶⁾. Les glaces, qui étaient très rares depuis 1920, ont alors bloqué la totalité de la côte nord de l'Islande à la fin de l'hiver et au début du printemps. L'impact économique a été considérable et a provoqué la dévaluation de la monnaie islandaise.

Océanographes et climatologues ont découvert, avec dix ans de retard, que cette crise climatique avait été associée à un accroissement des pluies et des neiges sur le continent nord-américain dans les années 1964-1966, suivi de la production massive de glace de mer par l'océan Arctique. Cette glace a été expulsée dans la mer du Groenland où elle a donné lieu à une baisse de salinité lorsqu'elle fondait en été ; la variation a été tellement forte que les océanographes l'ont désignée sous le nom de « Grande Anomalie de salinité ». La nappe d'eau superficielle peu salée a ensuite fait le tour de l'océan Atlantique nord ; elle s'est mélangée progressivement avec les eaux sous-jacentes et a disparu vers 1980 (fig. 4). En stratifiant les eaux superficielles, elle a ralenti la convection hivernale ainsi que le transport de chaleur vers les hautes latitudes.

Cet exemple, qui s'est déroulé sous nos yeux, constitue peut-être un modèle réduit du « Petit Âge glaciaire » qui a duré trois siècles, du règne de Louis XIV à celui de Napoléon III. En effet tous les indices concordent pour suggérer que cet événement froid pourrait bien être associé à un caprice de l'océan Atlantique. Les historiens confirment qu'il a surtout affecté l'hémisphère nord, qu'il a été particulièrement marqué en Europe, tandis que les archives des ports indiquent que les glaces bloquaient l'Islande de dix à vingt-cinq semaines par an, le record étant pour l'année 1750 de neuf mois d'englacement. Une production accrue de glace de mer arctique et un ralentissement de la circulation océanique pourraient bien être les responsables de ce coup de froid qui a tant marqué notre histoire.

Ainsi, l'océan considéré traditionnellement comme un stabilisateur du climat pourrait devenir un agent déstabilisateur pour peu que le cycle hydrologique soit perturbé. L'évolution climatique des prochaines décennies risque d'être pleine de surprises.

J.-C.D. ■

Pour en savoir plus

■ Jean-Claude Duplessy, *Quand l'océan se fâche*, Editions Odile Jacob, 1996.

■ Sylvie Joussaume, *Climat, d'hier à demain*, CNRS Éditions, 1993.

■ Jean-François Minster, *Les Océans*, Flammarion, collection « Dominos », 1994.

(6) J.T. Houghton (éd.), *Climatic Change*, Cambridge University Press, 1990.